

# **L3 sol et eau**

## **Module : Pédologie générale**

### **Plan du cours**

1. Historique et définition
2. Passage d'une roche à un sol
3. Evolution de la fraction minérale
  - 3.1. Décomposition et altération des roches
    - Altération physique et mécanique
    - Altération chimique
  - 3.2. Résultats généraux de l'altération
  - 3.3. Influence des facteurs écologique sur l'altération
4. Migration des complexe humus d'altération
5. Evolution de la matière organique
  - Principaux types humus
  - Evolution des différentes fractions organiques
6. Granulométrie
  - 6.1. Classification des particules
  - 6.2. Classification des textures
7. Organisation des particules : structure
  - 7.1. Origine des structures
  - 7.2. Classification des structures
8. Complexe absorbant et ph des sols
  - 8.1. Généralité et définition
  - 8.2. Valeur caractéristique
  - 8.3. Capacité d'échange
  - 8.4. Cation basique échangeable
  - 8.5. Taux de saturation
  - 8.6. Acidité et ph du sol : pouvoir tampon
  - 8.7. Classification des sols

## Historique et définition

Le sol a attiré l'attention des hommes depuis fort longtemps. Il a été d'abord considéré comme le lieu où se développe le système racinaire des plantes utiles contribuant par là à la subsistance des être humaines.

Ou s'est aperçu très tôt que les sols ne sont pas capables de fournir les mêmes produits en quantité et qualité. Ces observations ont amené ce qui les utilisent à faire un choix. Ce choix peut être constaté depuis la haute antiquité et explique la distribution des principaux berceaux de civilisation : Nil et Euphrate.

Plusieurs définitions des sols ont été proposés, mais très rapidement avec le développement de la chimie à la fin du XIX siècle; ce qui a donné une impulsion considérable à l'étude des sols.

A la fin du XIX siècle sur l'impulsion de Dokou Kchaiev une nouvelle notion de pédologie a vu le jour. Formation et évolution des sols en fonction du temps aux dépens des matériaux d'origine.

Les plaines russes constituées d'un matériau original relativement homogène mais se trouve sur de large latitudes.

Les conditions de climat et de la végétation variant considérablement du nord au sud. Alors ils ont remarqué que les sols varient (couleur et morphologie) avec les étages bioclimatiques. Conclusion : le climat et la biologie (végétation et animaux) sont des facteurs de formation des sols. Cette notion mal accueillie et acceptée en occident (Europe occidentale) où les zones climatiques sont peu variées et la distribution des sols n'est pas la même où on constaté que cette variation des sols est surtout liée aux conditions de relief et de la roche. Cela a conduit à définir les différents facteurs de formation des sols qui sont :

- 1- Le climat ;
- 2- La matière vivante ;
- 3- La topographié ;
- 4- La roche ;
- 5- Le temps.

C'est à Dokou Kchaiev que revient le concept moderne de la Pédologie " les sols sont des corps naturels indépendants dont chaque individu présente une

morphologie particulière issue d'une combinaison spécifique du climat, de la matière vivante, de la roche mère, de la topographie et de temps''.

L'étude de sol ne doit jamais été dissociée de ces facteurs de formation, climat, matière vivante, roche, relatif et temps. L'étude de sol ne doit jamais être dissociés de ces facteur de formation.

## **Passage d'une roche à un sol**

### Matériaux original :

Sous l'action du climat, les roches profondes qui sont mise à l'affleurement se trouvent en déséquilibre par rapport libre par rapport aux conditions originelles de leur formation. Elles s'altèrent les processus d'altération transforment une roche en produit variables tant par leur forme que par leur nature.

Les produits d'altération sont soumis à un certain nombre de phénomène qui provoquent un mélange plus au moins complexes des matériaux transformés sur et dans lequel va se développer le sol. C'est le matériau originel.

### La formation du sol :

Souvent aux premiers stades de l'altération des roche les organismes vivants (micro-organismes, végétaux inférieurs) prolifèrent dans et sur le matériau en évolution.

L'activité biologique et les produits qui en dérivent agissent à leur tour sur les constituants minéraux soit pour les mobiliser, soit pour le transformer, soit pour les stabiliser.

Une macro-flore et une macrofaune se développent à leur tour participant à la formation d'une couche de matière organique qui s'accumule dans les niveaux supérieurs des produits altérés.

Sous l'action des mouvements des eaux qui traversent cet ensemble (mouvements verticaux, remontées ou descentes, mouvement latéraux) des migrations se réalisent portant sur un certain nombre de matériaux (argile, fer, calcaire) appauvrissent certains niveaux et enrichissent d'autres.

Avant qu'elles ne deviennent un sol, elles vont subir des transformations complexes accompagnées de phénomènes de migration et d'accumulation de nouvelles substances formées.

La composition minéralogique d'un sol est donc intimement liée à la composition de la roche dont il est issu. Les propriétés de ces sols sont déterminées par la chimie et l'arrangement de cette roche mère. Pour ces raisons la connaissance pétrographique et minéralogique de la roche est indispensable à l'étude d'un sol.

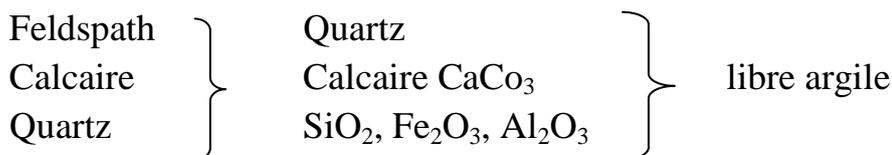
## Evolution de la fraction minérale

### Décomposition et altération des roches :

La fraction minérale du sol provient de la transformation de la roche mère qui subit un double processus :

- 1- Désagrégation physique et mécanique provoquée par l'action des variations de température, du gel et les agents de l'érosion (eau et vent) ces processus caractérisent surtout les climats froids et désertiques.
- 2- Altération chimique provoque la transformation des matériaux primitifs de la roche mère en minéraux secondaire qui constitue le complexe d'altération

Exemple :



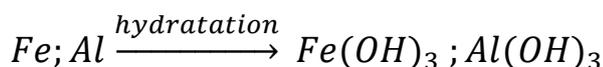
Ces processus nécessitent l'eau, qui véhicule les agents chimiques actifs ( $\text{O}_2$ , acide organique,  $\text{CO}_2$ ) et de la température suffisante.

L'altération chimique est très intense en climat chaud et humide (climat équatorial) et très lente en climat froid, cette altération donne naissance à des produits

a- Produits solubles :

- Sels (Gibbs, carbonate)
- Silice libre ( $\text{SiO}_2$ )

b- Gels colloïdaux obtenu par hydratation et polymérisation des cations libérés

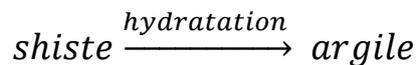


c- Eléments cristallins : à structure en feuilles appelées argiles.

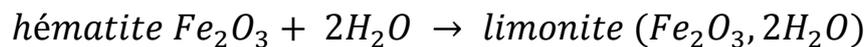
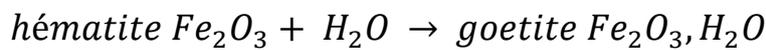
### Principaux processus de l'altération chimique :

Dissolution : se fait grâce à l'eau pure, s'exerce sur les roches solubles (gypse 2 à 2.5 g/l). Elle est rapide pour les sels NaCl, lente pour les carbonates qui ne peuvent se dissoudre qu'en présence d'une eau chargée en CO<sub>2</sub> (carbonates 1.82g/l, calcaire 0.013g/l, silice hydraté 0.32g/l) → argile.

Hydratation : hydratation des micas → hydro-micas qui est une forme intermédiaire entre micas et argile



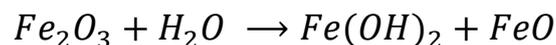
Sels ferrique (peu hydratés) qui constituent le ciment de certains grés



L'hydratation des sels ferriques à pour effet l'augmentation de volume de la roche qui devient plus meuble et se décompose plus facilement et à pour effet aussi le changement de la couleur de la roche, rouge violacée.

#### · Oxydo-réduction :

Les conditions réductrices sont provoquées par un excès d'eau (milieu asphyxiant excès d'eau), par l'abondance des matières organiques acides : dans ces conditions les oxydes de fer sont réduits à l'état ferreux



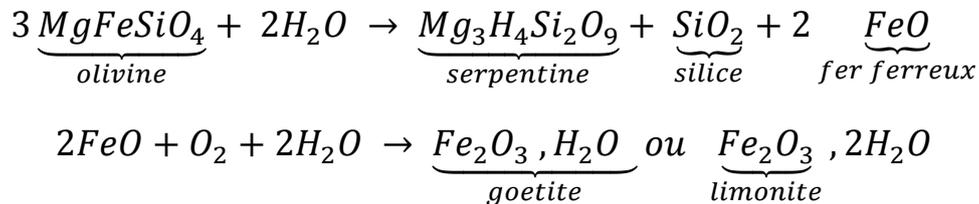
Il devient alors plus soluble donc plus mobile

En milieu réductionnel, les composés organiques exercent une action agressive à l'égard des minéraux complexes, ils facilitent les déplacements d'équilibre par le phénomène de complication des hydroxydes des de fer ou d'aluminium en complexe de fer ou d'aluminium « chélate ».

· Oxydation :

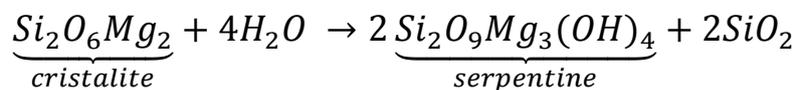
En milieu aéré les phénomènes d'oxydation provoquent la libération du fer ferreux de certains minéraux complexes ; le fer passe alors à la forme ferrique et colore en brun ou ocre, les horizons d'altération.

Exemple : oxydation olivine → serpentine



· L'hydrolyse :

C'est l'action chimique exercé par les ions H<sup>+</sup> et OH<sup>-</sup> contenus dans l'eau, l'eau peut agir comme un acide ou une base sur les minéraux dont elle dissocie la molécule cristalline pour produire des composés plus simples, cette dissociation est croissante avec la température et le CO<sub>2</sub>. Dans le cas général on a une hydrolyse acide quand l'eau est chargée d'acides humiques (acide organique) ou du CO<sub>2</sub>. On peut avoir souvent une hydrolyse alcaline ou neutre quand l'eau est chargée d'ions OH<sup>-</sup> libérée par l'altération des roches dans certains sols tropicaux. Exemple : hydrolyse



Conclusion :

Le plus souvent, l'hydrolyse des silicates se traduit par l'élimination de certain ions ou de certains radicaux et par la fin des silicates d'aluminium hydraté.

Conclusion pour les 4 processus : les processus diffèrent dans leur intensité selon qu'il s'agit de roche cristalline et de roche sédimentaire.

Roches cristallines : l'altération est plus rapide quand elles sont basiques dans ce cas l'hydrolyse est de phénomène dominant qui conduit à la formation d'argile.

Roches sédimentaires : on a surtout les phénomènes des dissolutions et d'hydratation.

## Résultats généraux d'altération :

La formation des argiles dépend

- Du climat ;
- Du relief ;
- De la végétation.

Les argiles minéralogiques sont le produit essentiel de l'altération des minéraux primitifs tel que les feldspaths, micas, amphibole, pyroxène

Définition : ce sont des silicates d'aluminium plus ou moins hydratés de formule générale  $n SiO_2 Al_2 O_3, n H_2 O$

Les argiles ont une structure cristalline en feuillets d'où leur nom de phyllo- silicatés ; elles sont douées de propriétés colloïdales du fait de la finesse de leur particule et de leur charge électrique ; certains d'entre elles présentent des possibilités d'écartement de leur feuillet, elles peuvent donc gonfler quand elles sont hydratées. On peut distinguer (4) grandes familles d'argiles caractérisées par des propriétés différentes.

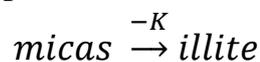
- Kaolinite : plus pauvre en silice
- Montmorillonite plus riche en silice, peut gonfler.
- Phyllite : gonfle moins

La formation d'argile peut résulter de 2 processus opposés

### 1- Processus lent et progressif :

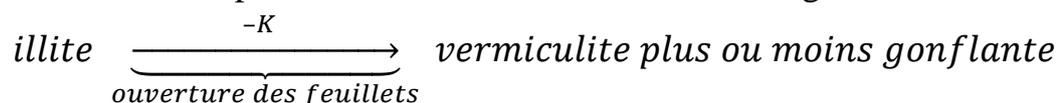
Les éléments ferriteux préexistants dans la roche mère conservent leur structure mais évoluent par soustraction d'éléments : Il s'agit d'un héritage.

- Soustraction réduite exemple :



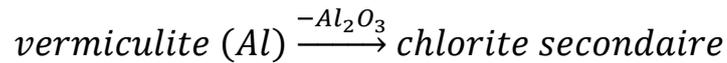
On obtient argile d'héritage

- Soustraction importante et ouverture des feuillets : dégradation



- Aggradation : dans un milieu acide en ajout l'aluminium aux feuillets d'une vermiculite alumineuse très dégradée cela donne un chlorite

secondaire par adjonction d'un feuillet supplémentaire de gibbsite entre les feuillets primitifs de la vermiculite.



## 2- Processus brutal

On a une destruction totale du minéral en cours d'altération ce qui donne des éléments plus ou moins solubles dont une partie est lessivée par les eaux de drainage, une autre partie cristallise sur place pour donner des argiles de néoformations.

La nature et la quantité d'argile néoformée varient en fonction du milieu (drainage, alternance, humectation, dessiccation, teneur en cations alcalins) les argiles néoformées en milieu saturé par les bivalents sont plus riches en silice que les argiles formés en milieu acide.

### Influence des facteurs écologique sur l'altération :

Le climat, le relief, la végétation jouent un rôle important sur les processus d'altération.

En climat tempéré d'hydrolyse acide est le processus dominant, elle donne naissance à des argiles héritées ou de transformation.

L'altération affecte le profil sur une faible profondeur. La végétation joue un rôle prépondérant des ces régions.

Dans le cas d'un mull actif peut acide, on a des montmorillonites héritées. Des illites qui se transforment en vermiculite. Dans le cas d'un humus de type mor (acide), il n'y a pas de formation d'argile puisque les éléments solides sont lessivés ou complexés : on peut avoir des montmorillonites de dégradation.

### Climat chaud et humide :

L'hydrolyse neutre ou alcaline affecte la roche mère sur une grande profondeur : columine, fer et base et silice.

La silice et les bases sont entraînées, les hydroxydes de fer et d'aluminium s'accumulent : les argiles sont des argiles de néoformation surtout la kaolinite.

En climat chaude, le relief et les conditions de drainage jouent un rôle important : milieu très drainé et serpenté : peu d'argile de néoformation (la silice est évacuée et il reste la gibbsite ( $Al_2O_3$ ) et les oxydes de fer (ferralite, croûtes d'oxyde de fer).

Lorsque le drainage est moyen et en milieu acide on a néoformation de kaolinite.

Lorsque le drainage est mauvais et dans les bas fonds et en présence de Ca et Mg, on a présence de montmorillonites de néoformation.

Climat tempéré : horizon d'altération : B cambique

Climat chaud et humide : horizon d'altération : B oxique

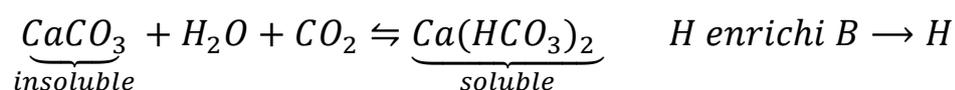
Les phénomènes d'altération aboutissent à la formation d'horizon d'altération H cambique B en climat tempéré coloré par l'oxyde de fer et donc présente une teinte brune ou parfois rouille.

- Horizon oxique B un climat équatorial (climat humide) plus riche en les sesquioxydes : présence d'une couleur plus vive que le B cambique, l'argile caractéristique est la Kaolinite.

## Les migrations des éléments du complexe d'altération

Une fois libérée, les éléments du complexe d'altération se déplacent sous l'action de l'eau dans le profil, cela aboutit à la formation :

- Des éléments appauvris A éluviaux



- Argile
- Cations,  $Ca^{++}$ ,  $K^+$ , silice

L'horizon lessivé H éluvial A et Horizon d'accumulation : H illuvial B.

### Phénomène ou processus d'entraînement :

- Les migrations intéressent :
  - Les cations métalliques de forme soluble : lixiviation.
  - Les éléments fins (migration des argiles) : lessivage
  - Migration de la silice et des oxydes : complexes pseudo-solubles chéluviation.
  - Migration des matières organiques.

## GRANULOMÉTRIE

### 6.1- Classement des minéraux par grosseur: granulométrie :

La granulométrie, ou texture, correspond à la répartition des minéraux par catégorie de grosseur (en fait, diamètre, les particules étant supposées sphériques), indépendamment de la nature et de la composition de ces minéraux; lorsqu'il s'agit de sols formés sur roches cristallines, l'importance de la fraction fine (appelée souvent par extension « argiles»), donnée par l'analyse granulométrique, et celle des oxyhydroxydes libres ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ), dosés séparément par des méthodes chimiques, donnent une première estimation, à vrai dire très approximative, du complexe d'altération. La granulométrie fournit donc un renseignement précieux sur la pédogenèse. En fait, son intérêt pratique, concernant les propriétés fonctionnelles du sol (rapport du sol et de l'eau, aération, complexe absorbant, etc., voir l'ensemble de la deuxième partie), est encore plus évident : on peut affirmer que l'ensemble des propriétés physiques et chimiques du sol est en liaison étroite avec la texture et la structure, qui apparaissent comme deux facteurs-clés de la fertilité.

#### **a- Analyse granulométrique:**

Elle est pratiquée sur la terre fine (obtenue par tamisage au tamis à mailles 2 mm). Après destruction de la matière organique par un oxydant énergétique, les particules minérales sont dispersées à l'aide d'un dispersant alcalin (hexamétaphosphate de sodium); les particules grossières ( $d$  supérieur à 50  $\mu\text{m}$ ) sont séparées par tamisage; les particules moyennes et fines sont obtenues par la mesure de la vitesse de sédimentation : par exemple, fraction fine ( $d$  inférieur à 2 mm) 8 heures sur 10 cm, à 20 °C

Le carbonate de calcium, s'il existe, peut être préalablement dissous par HCl, et dosé globalement sur un autre échantillon la granulométrie portant seulement sur

la fraction silicatée; mais il est aussi possible d'effectuer l'analyse granulométrique sans détruire les carbonates, puis d'estimer le pourcentage de  $\text{CaCO}_3$  de chaque fraction, ce qui a l'intérêt de renseigner indirectement sur le calcaire actif, qui correspond approximativement aux fractions de  $\text{CaCO}_3$ , présentes dans les limons et les argiles (on peut doser aussi le calcaire actif sur un échantillon séparé par une méthode chimique, basée sur l'insolubilisation de l'oxalate d'ammonium : méthode Drouineau).

Quant aux oxyhydroxydes, ils se répartissent dans les différentes fractions, sous la forme de revêtements ou de ponts entre les particules, seules les concrétions isolées constituant de véritables particules; lorsque leur très grande abondance gêne la dispersion des silicates, il convient de les éliminer préalablement, et de les doser sur échantillon séparé (cas des sols ferrallitiques, des andosols, etc.).

#### **b- Classement des particules:**

A la suite d'une convention internationale, les particules sont classées de la façon suivante, en fonction de leur diamètre :

- **cailloux et graviers** ( $d > 2 \text{ mm}$ ) : ils sont classés à part, la granulométrie proprement dite concernant la terre fine (diamètre inférieur à 2 mm); leur nature (souvent débris de roche-mère) est importante à déterminer;
- **sables** : de 2 mm à 50  $\mu\text{m}$  (sables grossiers: 2 mm à 0,2 mm; sables fins : 0,2 à 50 $\mu\text{m}$  );
- **limons (ou silts)** : de 50  $\mu\text{m}$  à 2  $\mu\text{m}$  (limons grossiers : 50  $\mu\text{m}$  à 20  $\mu\text{m}$ ; limons fins : 20  $\mu\text{m}$  à 2  $\mu\text{m}$ );
- **fraction fine** :  $< 2 \mu\text{m}$ ; cette fraction est communément appelée « argile », ce qui est impropre, car cette fraction ne comprend pas seulement les argiles minéralogiques, mais souvent aussi d'autres minéraux; on subdivise souvent les argiles en fines, moyennes et grossières.

### **c- Classification des textures**

Cette classification offre une grande importance dans la mesure où elle permet de définir, en combinaison avec la structure, l'essentiel des propriétés physiques du sol. Malheureusement, l'unité des différentes classifications existantes n'a pas été réalisée sur le plan international. Cependant, dans la plupart des cas, les classifications des textures ont été matérialisées par un système de coordonnées identique : tantôt à trois dimensions (triangle équilatéral dont les trois côtés correspondent respectivement au sable, au limon et à l'argile), tantôt à deux dimensions, prenant en compte deux constituants seulement (argile et sable ou argile et limon), le troisième constituant étant obtenu par différence avec 100.

Aucun accord n'ayant été réalisé sur le plan international à ce sujet, en fait, Le principe adopté est le suivant : les textures figurant au niveau des trois angles, argile (clay), limon (silt), sable (sand), constituent trois pôles à propriétés bien tranchées, qui se modifient progressivement par mélange avec des particules de dimension différente, et convergent vers la structure dite « loam », c'est-à-dire « texture équilibrée », considérée comme représentant un optimum. Pour rendre compte du passage progressif et non brutal (comme dans les représentations classiques) d'un type de texture à l'autre, les limites ne sont pas figurées de façon précise. Les désignations des classes de particules en langue anglaise ont été conservées en raison de leur précision (« loam » n'a pas d'équivalent en Français). En définitive, il est possible de regrouper les textures dans quatre catégories principales:

- **texture sableuse (sandy)** : sol bien aéré, facile à travailler, pauvre en réserves d'eau, pauvre en éléments nutritifs, faible capacité d'échange anionique et cationique;
- **texture limoneuse (silty)** : l'excès de limon et l'insuffisance d'argile peuvent provoquer la formation d'une structure massive, accompagnée de

mauvaises propriétés physiques. Cette tendance est corrigée par une teneur suffisante en humus et en calcium;

- **texture argileuse (clayey):** sol chimiquement riche, mais à mauvaises propriétés physiques, milieu imperméable et mal aéré, formant obstacle à la pénétration des racines; travail du sol difficile, en raison de la forte plasticité (état humide), ou de la compacité (état sec). Une bonne structure favorisée par l'humification corrige en grande partie ces propriétés défavorables
- **texture équilibrée (ou franche, loamy):** elle correspond à l'optimum, dans la mesure où elle présente la plupart des qualités des trois types précédents, sans en avoir les défauts; exemple de granulométrie favorable à la culture : 25 % d'argile, 30 à 35 % de limons, 40 à 45 % de sables.

## Organisation des particules : structure, aération

La structure désigne le mode d'assemblage des particules; elle s'observe et se décrit à deux niveaux : à l'échelle macroscopique, structure proprement dite, observable à l'œil nu; à l'échelle microscopique microstructure ou micromorphologie.

La structure détermine la répartition dans l'espace de la matière solide et des vides (ou pores) dont certains sont occupés par de l'eau, d'autres, les plus grossiers, par de l'air : cette répartition conditionne l'ensemble des propriétés physiques et biochimiques du sol : aération et possibilités de respiration des racines et de l'ensemble de la biomasse, rétention, par les forces capillaires, d'une réserve d'eau utilisable par les plantes, en période sèche, etc.

- **Les pores grossiers** (diamètre  $> 50 \mu\text{m}$ ) sont normalement occupés par de l'air après ressuyage rapide des pluies.
- **Les pores moyens** (d  $50 \mu\text{m}$  à  $10 \mu\text{m}$ ), se ressuient de façon très progressive, et sont donc tantôt occupés par de l'eau, tantôt par de l'air suivant les conditions météorologiques.
- **Les pores fins** (d  $10 \mu\text{m}$  à  $0,2 \mu\text{m}$ ) retiennent l'eau capillaire (absorbable par les racines)
- **Les pores très fins** (d  $< 0,2 \mu\text{m}$ ) sont normalement occupés par de l'eau liée, non absorbable par les racines.

Pour illustrer la grande importance pratique de la structure, il suffit de comparer deux types de structure opposés, pour deux sols de même granulométrie (limoneuse) : 1° une structure à agrégats « construits », dans un milieu à forte activité biologique; 2° une structure particulière cohérente, lorsqu'aucun agérates n'a pu se former; on constate que, dans le premier type de

structure, la porosité totale est beaucoup plus élevée que dans le second; en outre, on observe une bonne répartition entre les pores grossiers et les pores fins, alors que la quasi-totalité des pores grossiers a disparu, dans le cas d'une structure cohérente.

## **7.1- ORIGINE DES STRUCTURES :**

Les structures résultent de processus de nature variée, biologique, chimique, et enfin, physique et mécanique; la dominance de tel ou tel processus est à l'origine des divers types de structures. Le rôle des ciments floclés est considérable: il s'agit des éléments fins ou colloïdaux au sens large du terme argiles, oxyhydroxydes, carbonates, ciments organiques, à l'état de «complexes organo-minéraux » qui relient entre elles les particules minérales, formant ainsi des agrégats de différentes dimensions (micro- et macroagrégats). Si les ciments sont insuffisamment abondants, ou peu efficaces (état «dispersé », par exemple par absence de cations floclants), la structure tend à devenir particulaire (meuble, en cas de texture grossière; cohérente en cas de texture fine).

### **a- État des « colloïdes »: formation des ciments :**

Les colloïdes électronégatifs (argiles, composés humiques), qui représentent la fraction essentielle des ciments, sont dispersés en milieu très alcalin (ions  $(OH^-)$  abondants, certains sols alcalins : rôle de l'ion  $Na^+$ ), floclés au contraire. en présence de cations floclants : ion  $Ca^{++}$  (milieu saturé neutre ou faiblement basique en présence de  $CaCO_3$ ), ion  $Al^{3+}$  ou  $Al(OH)^n$  en milieu acide. En milieux très acides caractérisés par des moder ou des mor, ou en milieu mal aéré (moder hydromorphe) une partie de la matière organique reste à l'état pseudo-soluble et se biodégrade lentement, ce qui contrarie l'action floclante des ions  $Al^{3+}$ , favorise la dispersion des ciments, provoque une dégradation de la structure et favorise les processus d'entraînement.

### **b- Structures construites, d'origine biologique :**

Dans les horizons organo-minéraux (horizons A<sub>1</sub>, ou Ah), les structures reflètent l'activité biologique d'ensemble : la microflore favorise la formation des ciments organo-minéraux des agrégats. La méso- et macrofaune agit surtout lors du transit intestinal : elle agglomère entre eux les microagrégats, les cimente, donnant à l'unité de structure sa dimension et sa forme définitive : boulettes fécales d'enchytraéides et collemboles dans les moder (20 à 100 µm); grumeaux à ciment argilo-humique des mull, plus gros et plus stables, fabriqués par les lombrics. Les différentes formes de structures construites, simples ou composées: formation et rôle des associations organo-minérales.

### **c- Structures à ciments d'origine chimique**

Il s'agit de ciments formés par précipitation et insolubilisation de composés préalablement à l'état soluble, et de nature très diverse : CaCO<sub>3</sub>, oxyhydroxydes, silice, matière organique. Suivant la nature et l'état du ciment chimique (fin ou grossier, amorphe ou cristallin), la structure ainsi obtenue peut être meuble, massive ou durcie: si le durcissement est très marqué (généralement par la cristallisation d'un ciment minéral très abondant), on dit qu'il y a concrétionnement, ce concrétionnement pouvant être localisé ou massif: la formation de concrétions isolées se combine alors avec une structure d'un autre type (massive ou durcie).

### **d- Structures d'origine physique et mécanique (fragmentation)**

Ce sont celles qui résultent du changement de volume (retrait et gonflement) des argiles, surtout les argiles semi-gonflantes ou gonflantes, en saison alternativement sèche et humide; elles caractérisent les milieux trop riches en argile (et trop pauvres en humus) pour qu'il puisse se constituer des agrégats argilo-humiques; la formation de fentes de retrait isole des unités

structurales caractérisées par des arêtes vives (structure « anguleuse » de différentes formes). La forme dépend du pédoclimat, du type d'argile et de la nature de l'horizon concerné : les horizons argilliques Bt ont une structure prismatique ou polyédrique en milieu drainé, ou en plaquettes dans les dépressions colluviales. La dimension des unités est en rapport avec la teneur en argile : si elle est élevée, il se forme des prismes de grande dimension, isolés par des fentes de retrait.

**Remarque :** Certaines structures sont mixtes et résultent d'une combinaison entre une activité biologique et un processus chimique ou physique; c'est le cas des structures « floconneuses », à agrégats très poreux, où les ciments organo-minéraux (complexes humoferriques insolubles) sont abondants. Il y a mélange d'agrégats d'origine biologique (boulettes fécales) et d'agrégats résultant de précipitation.

De même, les structures « polyédriques émoussées » (ou subanguleuses), sont des structures fragmentaires, modifiées par voie biologique.

## 7.2- CLASSIFICATION DES STRUCTURES

Il paraît logique de classer les structures en fonction de leur mode de formation (classification génétique); lors des descriptions de profils, on donne généralement des détails supplémentaires concernant la forme et la dimension des unités structurales

- **Structure particulière, meuble.** Sols à texture grossière, sable ou sable limoneux.
- **Structure massive ou cohérente.** Sols à texture fine (limons) : insuffisance de ciments argilo-humiques flocculés pour former des agrégats; il existe cependant des ciments minéraux très diffus, en « pellicules » autour des particules (silice, oxydes de fer ou d'aluminium), ce qui augmente la cohésion de l'ensemble.

- **Structures construites** : rôle important des ciments organo-minéraux d'origine biologique:
  - **Grumeaux irréguliers** des mull, édifiés par les lombrics (se transforme en structure granulaire ou grenue, à unités plus arrondies, si le sol est mis en culture);
  - **agrégats fins**, en boulettes coprogènes des moder.
- **Structures à ciments chimiques** (structures dites « précipitées »):
  - **Calcaire** : pseudo-mycélium, calcaire pulvérulent, concrétions, croûtes calcaires durcies, de différents types, suivant la quantité et le degré de cristallisation du calcaire.
  - **organique : alios humiques**, compacts mais incomplètement durcis;
  - **hydrates de fer et d'alumine** :
    - **alios ferrugineux**, souvent très durcis (certains podzols),
    - **cuirasses ferrugineuses ou ferrallitiques** (parfois **concrétions isolées** : sols hydromorphes).

## Complexe absorbant et PH du sol

### 8.1- Généralités – définitions :

On désigne par l'expression complexe absorbant, l'ensemble des « colloïdes » (au sens large du terme, composés humiques et argiles), dotés de charges négatives susceptibles de retenir les cations sous la forme dite échangeable, c'est-à-dire pouvant être remplacés par d'autres cations, dans certaines conditions précises.

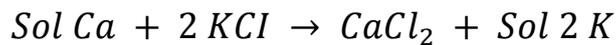
L'état du complexe absorbant, et ses modifications éventuelles par échange d'ions, offrent une importance considérable dans la mesure où ils régissent, par l'intermédiaire du pH, l'activité biologique, la structure et la fertilité minérale des sols.

Parallèlement, les minéraux insolubles du sol à charges positives (par exemple des oxyhydroxydes), retiennent, de la même façon, les anions ( $PO_4^{3-}$ ,  $SO_4^{2-}$ ) : ils constituent un complexe anionique caractérisé par les propriétés d'échange comparables.

Les ions échangeables du complexe absorbant sont en équilibre avec les solutions du sol : toute modification de la composition de la solution du sol provoque un changement de cet équilibre par « échange »: certains ions du complexe passent en solution (désorption) et sont remplacés par d'autres ions, qui étaient auparavant solution (adsorption).

On admet que les ions à charge positive forment une double couche (dite de GouyStern) au sein de la couche d'eau de solvation, qui entoure les colloïdes électro-négatifs, et compensent les charges négatives: une couche dense accolée à la surface électro-négative du colloïde, peu mobile; une couche «diffuse», plus mobile, donc plus facilement échangeable; à l'extérieur de cette couche d'eau, se trouvent les ions « libres », au sein de la solution du sol.

Exemple d'un phénomène d'échange : apport d'un engrais potassique dans un sol à complexe saturé d'ions  $\text{Ca}^{2+}$ :



**K** remplace **Ca** dans le complexe, alors que **Ca** passe en solution : on notera que deux atomes de **K** remplacent un atome de **Ca**, ce qui signifie que l'échange se fait entre équivalents. Il existe, dans le complexe absorbant, deux grandes catégories d'ions retenus : 1° les ions générateurs d'acidité, les ions  $\text{H}^+$  et  $\text{Al}^{3+}$ , les premiers directement, les seconds de façon indirecte dans la mesure où ils libèrent des ions **H** par décomposition de l'eau; 2° les ions dits « basiques » (on dit couramment « bases » échangeables, bien que ce terme soit, en fait, impropre), qui élèvent le pH du sol. Ces ions sont les suivants :  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$  et  $\text{Na}^+$  (accessoirement  $\text{NH}_4^+$ ). Lorsque l'ensemble du complexe est « saturé » par ces ions, le milieu est neutre ou même légèrement alcalin.

**Remarque :** Entre les cations échangeables et ceux qui font partie du réseau cristallin des minéraux, il existe des formes intermédiaires, qui ne sont pas échangeables, mais peuvent le devenir dans certaines conditions (rôle des alternances humectation-dessiccation) : par exemple, certains cations présents dans les minéraux, en cours d'altération, devenus poreux; également les cations dits « fixés », tels les ions K, fixés dans l'intervalle des feuillettes des illites.

## 8.2- Valeurs caractéristiques

Elles permettent de caractériser, pour un sol donné, l'état du complexe absorbant, qui est relativement constant pour un sol en équilibre stable avec le milieu (en fait, il existe certaines variations saisonnières, dont il convient de tenir compte : voir ci-dessous, pH). On définit ainsi certaines valeurs caractéristiques, en utilisant un système d'unités, indépendantes du poids atomique des cations absorbés, donc permettant de les additionner ou d'établir

des rapports caractéristiques entre eux : ces unités sont les milliéquivalents (désignés par m.e.), exprimés pour 100 g de matière sèche; également le centième de mole par kg ( $\text{cmol}^+ \text{kg}$ ) ce qui pour un ion monovalent donne la même valeur.

Trois valeurs sont ainsi définies pour caractériser un sol:

- **Capacité d'échange** : T ou CEC (capacité d'échange de cations), quantité maximale de cations qu'un sol peut absorber (pour 100 g de matière sèche)
- **Somme des « bases » échangeables (S)** : c'est-à-dire  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$  (l'ion  $\text{NH}_4^+$  peut être présent aussi, mais étant très minoritaire, il n'est pas pris en compte). T moins S représente l'acidité totale ou « potentielle»:  $\text{Al}^{3+}$  et  $\text{H}^+$
- **Taux de saturation en « bases »**:  $V = S/T \%$  ( $S/\text{CEC} \%$ ).

Méthodes de mesure : elles consistent à échanger tous les ions du sol, « basique » ou « acides », contre un ion peu ou non représenté dans le complexe  $(\text{NH}_4)^+$  ou  $\text{Ba}^{2+}$ , en faisant percoler à travers un échantillon d'une quantité suffisante d'une solution saline, par exemple acétate d'ammonium N à pH 7; l'ion  $(\text{NH}_4)^+$  est échangé et absorbé par le sol; dosé par distillation, il permet d'obtenir la valeur de T. Dans la solution de percolation se trouve l'ensemble des cations échangeables, qu'on peut doser soit globalement ( $S = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{K} + \text{Na}$ ), soit séparément. Cette mesure, obtenue à l'aide d'une solution tamponnée, donne la capacité d'échange à pH 7 (potentielle).

Mais on peut aussi utiliser, pour la mesure de T, une solution non tamponnée qui s'ajuste au pH du sol,  $\text{CaCl}_2$ , ou KCl par exemple : on obtient ainsi la capacité d'échange au pH du sol (effective) qui est nettement plus faible pour les sols acides.

### **a- Capacité d'échange (T ou CEC) :**

La capacité d'échange varie avec le pH ; lorsqu'un sol acide est progressivement neutralisé (par apport d'amendements calciques par exemple), on constate qu'à mesure que le pH monte, le sol devient capable d'absorber de nouvelles quantités de calcium : c'est la raison pour laquelle les agronomes ont pris l'habitude de mesurer la capacité d'échange potentielle à pH 7 (à l'aide de solutions tamponnées), car le but poursuivi était d'utiliser la capacité d'échange pour le calcul du «besoin en chaux», en vue d'amener le pH du sol à neutralité. Il fallait donc connaître la quantité maximale de calcium que le sol pouvait fixer à ce pH. Par contre, pour définir l'état actuel du complexe absorbant d'un sol acide, il est préférable de mesurer la valeur de la capacité d'échange effective, au pH du sol (CECE par utilisation solution non tamponnée) : on obtient alors des valeurs de capacité d'échange effective nettement plus faibles (souvent de moitié) pour les sols acides. L'état complexe absorbant s'exprime alors par l'équation :

$$CECE = S + Al + H \text{ (exprimé en } \text{Cmol}^+ / \text{Kg}^{-1}\text{)}$$

Ces variations de la capacité d'échange avec le Ph s'expliquent par l'existence de deux types de charges au sein du complexe: les charges permanentes, indépendantes du milieu extérieur, qui résultent des substitutions d'ions au sein des feuillets Ces des argiles : les charges variables, qui apparaissent lorsque le ph de milieu extérieur s'élève. Elles ont une triple origine (1) augmentation de la dissociation des groupements fonctionnels à caractère acide de la M.O. ; (2) précipitation sous forme insoluble des ions complexes alumineux ( $Al(OH)^n$ ), ce qui libère des charges négatives: (3) apparition de charges négatives au niveau des zones de rupture des feuillets des argiles. Cette mesure de la CECE (au pH du sol) tend à se généraliser. Cependant, certaines classifications utilisent les deux valeurs (Soil Taxonomy, WRB).

Les composés humiques, en raison de leurs nombreux groupements fonctionnels COOH et OH (plus ou moins dissociés suivant le pH) ont une capacité d'échange plus élevée que les argiles, et constituée surtout de charges

variables. Parmi les argiles, les argiles gonflantes (montmorillonites, vermiculites) offrent le maximum de charges, surtout permanentes, celles-ci étant disposées aussi bien sur la face externe que sur la face interne des feuillets. Les illites, au contraire, voient leur capacité d'échange réduite par la présence des ions  $K^+$  fixés (non échangeables) entre les faces internes des feuillets; enfin, la capacité d'échange de la kaolinite, limitée aux charges des zones de rupture latérale des feuillets, est très faible et de type « variable ». Les allophanes, par contre, ont une capacité d'échange élevée, mais composée essentiellement de charges variables (voir le tableau).

TABLEAU: CHARGES DES ECHANGES D'IONS

Composant du complexe	CEC (m.e. par g)	Type de charges (dominantes)
Composés humiques	2 à 5	Variables
Argiles { montmorillonites Vermiculites Illites Kaolinite	1 1,0 à 1,5 0,2 à 0,5 0,05 à 0,1	} Permanentes
allophanes	1	

**Remarque :** Certaines argiles (illites ouvertes, vermiculites) se contractent en présence d'ions  $K^+$  (ou cations alumineux) qu'elles fixent, ce qui abaisse la capacité d'échange.

**b- Cations basiques échangeables (S) :**

A égale concentration dans les solutions du sol, les différents cations ne sont pas absorbés de façon équivalente : on peut alors définir la force d'échange qui est surtout fonction de la valence :  $Al^{3+} > Ca^{2+} > K^+$ . A valence égale, les ions les moins hydratés sont absorbés de façon préférentielle par rapport aux plus hydratés :  $K^+ > Na^+$ . Dans les sols riches en M.O. l'ion  $Ca^{2+}$  est favorisé par

rapport aux autres cations en raison de l'affinité particulière des composés humiques pour ce cation. Au total, les ions basiques se classent, en ce qui concerne la force d'échange, de la façon suivante :  $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Na}^+$ .

Par ailleurs, les phénomènes de dilution (en période humide) ou de concentration (période sèche) des solutions du sol ont une grande influence sur les phénomènes d'échange. S'il y a dilution les cations monovalents absorbés (par exemple Na) sont échangés contre des bivalents (par exemple  $\text{Ca}^{2+}$ ), et passent en solution : ils sont donc facilement entraînés par les eaux de drainage. L'inverse se produit en saison sèche, mais dans ce cas, les ions bivalents libérés ne peuvent être entraînés (absence de drainage).

Ces considérations expliquent qu'en climat tempéré, à saisons humides, les ions monovalents, même s'ils sont abondants dans le matériau d'origine sont toujours très minoritaires dans le complexe, il en est tout autrement des climats arides, pour lesquels le drainage est pratiquement nul en toute saison : les ions  $\text{Na}^+$  libérés en abondance par certains matériaux peuvent alors être partiellement échangés contre  $\text{Ca}^{2+}$  ou  $\text{Mg}^{2+}$ , et représenter une fraction importante de S (alcalinisation).

### **c- Taux de saturation (V ou S/T %) :**

S étant une valeur constante et bien déterminée, le taux de saturation varie, selon que l'on prend en compte la capacité d'échange effective ou potentielle; pour les sols acides, il est plus élevé dans le premier cas que dans le second : seule, la valeur S/T, établie au pH du sol (S/CECE), rend compte de l'état actuel du complexe absorbant.

Un sol est dit saturé lorsque  $S = T$ , donc  $S/T = 100\%$ ; il n'y a dans ces conditions aucun ion acide : c'est le cas des sols à forte réserve calcique (rendzines, chernozems). Dans la pratique, on admet qu'un sol se comporte en sol saturé lorsque S/T ne descend pas en dessous de 85-90 % (sol brun eutrophe).

Dans les sols à complexe désaturé, les ions «acides »  $Al^{3+}$  et  $H^+$ . Prennent une importance notable : on s'est longtemps contenté de les évaluer globalement par la simple différence T- S; les recherches récentes (Espiau, 1987) ont montré le grand avantage pratique qu'il y avait à distinguer les deux formes d'acidité, à l'aide de méthodes précises effectuées par titrimétrie. Si l'ensemble des deux ions  $H^+$  et  $Al^{3+}$  augmente l'acidité et provoque une baisse de l'activité biologique globale (les zones humifères notamment).

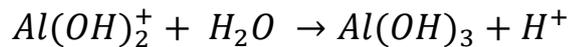
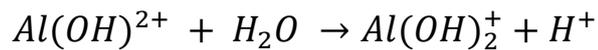
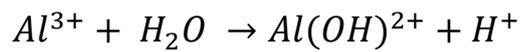
### **8.3- L'acidité et le pH des sols : pouvoir tampon :**

L'acidité du sol est définie par la concentration en ions  $H^+$ : on oppose l'acidité actuelle, qui correspond à la concentration en ion  $H^+$  libres, existant dans la solution du sol, à l'acidité potentielle, qui exprime la somme des ions  $H^+$  échangeables (beaucoup plus abondants), qui constitue une «réserve » actuellement non disponible, et qu'on mesure, soit par titration, soit par échange avec une solution saline. Le pH exprime l'acidité actuelle : c'est le cologarithme de la concentration en ions  $H^+$  de la solution du sol (il convient de rappeler que les sols à pH inférieur à 7 sont acides, ceux à pH supérieur à 7 sont basiques, la neutralité correspondant à un pH 7).

#### **a- Relations entre pH et le complexe absorbant :**

Le pH permet de définir, d'une manière approximative, l'état du complexe absorbant, notamment le taux de saturation S/T %. Ceci s'explique aisément par la Comparaison entre un sol saturé (en ions  $Ca^{2+}$ ) et un sol entièrement désaturé (par exemple, ne comportant que des ions  $H^+$  ou  $Al^{3+}$ ).

- $Sol Ca^{2+} + 2 H_2O \rightleftharpoons Sol H_2 + Ca(OH)_2$  , qui élève le pH : selon la pression de  $CO_2$ , (voir pouvoir tampon), le pH est de 6,5 à 7,5.
- $Sol H^+ \rightleftharpoons Sol + H^+$  (en solution : pH de l'ordre de 3, valeur théorique exceptionnellement atteinte).
- $sol Al^{3+} + 3H_2O \rightleftharpoons sol + 3H^+ + Al(OH)_3$  ; le PH est de l'ordre 4 pour un sol saturé en  $Al^{3+}$ . En fait, la décomposition de l'eau se fait par étapes



Les relations qui existent entre le pH (eau) et le taux de saturation (V ou S/T ont une grande importance pratique: malheureusement, elles sont peu précises

#### **b- Variations saisonnières du pH et du taux de saturation :**

Le pH et le taux de saturation des sols varient seulement de façon limitée en fonction des saisons; dans les sols à végétation permanente, leur valeur moyenne traduit un état d'équilibre caractéristique du profil, entre la production d'ions  $H^+$ , qui intervient en cours d'humification, et l'apport d'ions «basiques» compensateurs, par d'altération et les remontées biologiques (cycles biogéochimiques). En matière agricole cependant, si on excepte certains sols très bien pourvus en réserves Calciques (calcaire actif), les apports de cations par incorporation de M.O.F. sont généralement insuffisants pour compenser les pertes massives, liées, d'une part à l'entraînement de nitrates de calcium solubles, d'autre part aux exportations par les récoltes : une compensation par apports artificiels d'amendements est alors nécessaire. Dans les milieux non cultivés, le pH et le taux de saturation oscillent saisonnièrement entre un minimum et un maximum, la différence pouvant, dans certains cas, dépasser 1 degré de pH : dans les mull, la forte nitrification printanière abaisse le PH, alors que la dilution des ions  $H^+$  des solutions, en période hivernale, a tendance les à l'élever. Les fortes dessiccations estivales, caractéristiques des climats continentaux ou méditerranéens, provoquent une ressaturation du complexe en calcium (donc une élévation du pH), consécutive aux remontées capillaires des sels de calcium (sols fersiallitiques).

#### **c- Le pouvoir tampon des sols :**

Comme tous les milieux dits « tamponnés », le sol s'oppose plus ou moins efficacement aux variations brutales du pH. Lorsqu'on lui incorpore, soit des acides, soit des bases.

- **Les sols les plus efficacement tamponnés** sont les sols contenant de la matière organique et du calcaire actif, grâce au système :  $\text{CaCO}_3/\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2/\text{H}_2\text{CO}_3$ , qui les caractérise. Leur pH varie de 7,5 à 6,5 en liaison avec la pression saisonnière du  $\text{CO}_2$  (éventuellement 6 pour une teneur très élevée en  $\text{CO}_2$ ).
- **Les sols bien tamponnés à l'égard des acides**, sont ceux qui contiennent d'abondantes réserves en calcium et en magnésium, sous forme échangeable et libérable par altération (notamment carbonates) : ainsi, les polders calcaïques résistent à l'acidification due à l'oxydation de sulfures (production de  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ): les sols agricoles à complexe saturé ne s'acidifient pas, malgré la forte nitrification, etc.
- **Les sols acides** sont tamponnés aussi bien à l'égard des bases qu'à l'égard des acides, grâce à l'intervention des éléments du complexe absorbant qui sont à l'origine des charges variables (matière organique, allophanes, ions complexes alumineux et ferriques). Par exemple, sous l'influence d'un apport de base, les ions alumineux évoluent dans le sens,  
$$\text{Al}^{3+} \rightarrow \text{Al}(\text{OH})^{2+} \rightarrow \text{Al}(\text{OH})_2^+ \rightarrow \text{Al}(\text{OH})_3$$
à charge de plus en plus faible, et en sens inverse par adjonction d'un acide ces transformations contra rient les modifications du pH dans les deux sens. Dans les milieux les plus acides ( $\text{pH} < 3.5$ ) les ions complexes ferriques interviennent de la même façon.

Dans la pratique agricole, il est essentiel de tenir compte du pouvoir tampon vue du chaulage d'un sol pour élever le pH d'un degré (de 5 à 6 par exemple il faut 4 à 5 fois plus de chaux pour un sol limoneux (bien tamponné), que pour sol sableux (mal tamponné).